辽宁排山楼金矿床成矿物质来源和矿床成因：来自 T4 矿体 C-O-S-Pb 同位素地球化学的约束

刘春发[1*]，刘彦兵[2]，刘必政[3]，徐立为[4]

1. 中国黄金集团香港有限公司，北京 100011；
2. 中国地质大学（北京）地球科学与资源学院，北京 100083；
3. 中国黄金集团资源有限公司，北京 101300；
4. 中国黄金集团地质有限公司，北京 101300

* 通信作者，E-mail：lcfjlu704@163.com

2024-06-06 收稿；2024-07-23 修回；2024-08-07 接受

基金项目：中国黄金集团有限公司地质科研项目（WKY201601）

中图分类号：P618.51　　文章编号：2096-8523(2025)02-0146-15　　doi: 10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240306

摘　要：排山楼金矿床是华北克拉通北缘一处大型金矿床，矿床赋存于太古宇建平群中，受 EW 向和 NE 向 2 组韧性剪切带控制，与燕山期花岗岩类关系密切，长久以来关于其矿床成因类型存在较大争议。本研究以近年新揭露的 T4 矿体为研究对象，系统开展矿床地质和 C、O、S、Pb 同位素研究，厘定成矿流体和物质来源，探讨其矿床成因。结果表明：矿石热液碳酸盐矿物 $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ 值为−7.0‰～−2.1‰，$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ 值为 12.2‰～16.7‰。相较于高于庄组白云质大理岩，热液碳酸盐矿物 C 同位素组成基本一致，但 O 同位素组成明显亏损，暗示成矿流体中的 C 来源于高于庄组白云质大理岩的溶解。矿石黄铁矿 $\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$ 值介于 0.5‰～7.5‰之间，其双峰值（2.9‰和 6.7‰）与建平群变质岩和燕山期花岗岩类 $\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$ 值一致，表明 S 主要来源于建平群变质岩和燕山期岩浆硫的混合。矿石黄铁矿 $^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb$ 值分别为 16.585～18.432，15.299～15.698，37.159～38.982。在 Pb 演化图解中主要投点于地幔和下地壳区域，表明排山楼金矿床铅以壳幔混合为主，金属来源于建平群变质岩和燕山期花岗岩类。结合晚中生代区域构造−岩浆演化背景，认为在晚白垩世华北克拉通北缘区域伸展、岩石圈快速减薄的背景下，排山楼地区韧性剪切作用导致前寒武纪岩石发生动力变质作用形成含矿变质热液，运移过程中有岩浆热液、大气降水及围岩成矿物质参与，最终在构造有利部位发生水岩反应导致成矿物质迅速沉淀，排山楼金矿床成因类型为造山型金矿。

关键词：排山楼金矿；C-O-S-Pb 同位素；成矿物质来源；矿床成因；华北克拉通北缘；地球化学

华北克拉通北缘是指从内蒙古自治区包头市穿过河北省北部、辽宁西部，直到吉林省南部的广大地区，东西绵延超过 1 500 km，是我国第三大金成矿带，以星罗棋布地产出大型、超大型金矿床而闻名于世，已探明金资源量超过 1 000 t[1-3]，长久以来备受国内外地质学家关注。区内矿床呈近 EW 向沿阴山−燕山边缘隆起带展布，自西向东分为大青山成矿区、张家口成矿区、燕山成矿区、辽西成矿区和长白山成矿区[2]。辽西成矿区位于华北克拉通北缘中段，区内矿床主要赋存于太古宙变质岩中，矿体严格受断裂构造控制[3]。

排山楼金矿床位于华北克拉通北缘中段辽西成

著录信息：刘春发，刘彦兵，刘必政，等. 辽宁排山楼金矿床成矿物质来源和矿床成因：来自 T4 矿体 C-O-S-Pb 同位素地球化学的约束［J］. 地质科技通报，2025，44(2)：146-160.
LIU Chunfa, LIU Yanbing, LIU Bizheng, et al. Ore-forming material sources and genesis of the Paishanlou gold deposit in the Liaoning Province, China: Constraints from the C-O-S-Pb isotope geochemistry of the T4 orebody［J］. Bulletin of Geological Science and Technology, 2025, 44(2): 146-160.

© Editorial Office of Bulletin of Geological Science and Technology. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license.　https://dzkjqb.cug.edu.cn

矿带赤峰–朝阳地区，已查明金资源量超过 60 t，平均品位达 2 ~ 3 g/t，矿体主要产于新太古代变质岩中，受 EW 向和 NE 向韧性剪切带构造控制，与燕山期大规模岩浆作用关系密切，地表构造–岩浆作用–金成矿作用呈现明显的空间耦合关系[4-9]。自 20 世纪 80 年代以来，众多专家开展了大量的研究工作，但对其矿床成因认识仍充满争议。目前对排山楼金矿床成因认识主要有 3 种观点：①新太古代至古元古代受 EW 向韧性剪切带控制的金矿床[10-11]；②燕山期（130 ~ 120 Ma）受 EW 向和 NE 向 2 组韧性剪切带控制的造山型金矿床[12-16]；③燕山期（128 ~ 120 Ma）的岩浆热液型金矿床[17-18]。造成上述不同观点的原因主要是由于对排山楼金矿床成矿流体和成矿物质来源的认识较为模糊。排山楼金矿床以往研究主要集中于受 EW 向韧性剪切带控制的 T1 主矿体。近年来随着深部矿体的不断揭露，T4 矿体由浅部受 EW 向韧性剪切带控制逐渐演变为深部受 NE 向韧性剪切带控制[19-20]，明显区别于 T1 主矿体。上述新的勘查发现为重新审视排山楼金矿成因提供了新的契机。

本研究基于野外地质调查，结合前人资料，开展矿区碳酸盐矿物 C-O 同位素和矿石黄铁矿 S-Pb 同位素研究，系统分析排山楼金矿床成矿流体和成矿物质来源，探讨其成矿动力学背景，为矿床成因提供约束。

1　区域地质背景

辽西成矿带位于华北克拉通北缘中段，赤峰–开源断裂以南，郯庐断裂以西，北邻兴蒙造山带，西接阜新盆地，东临中、新生代下辽河盆地，南部为医巫闾山（瓦子峪）变质核杂岩（图 1a）。区内出露地层为新太古界建平群、中元古界长城系、中生界白垩系和新生界第四系。新太古界建平群构成了前寒武纪结晶基底，中元古界长城系、中生界白垩系和新生界第四系为沉积盖层。区内新太古界建平群仅出露了大营子组，岩性主要为黑云斜长片麻岩和二长花岗质片麻岩，原岩为变火山岩–沉积岩构成的表壳岩系[21]。中元古界长城系与新太古界建平群为断裂接触或角度不整合接触，岩性为一套碎屑岩–碳酸盐岩沉积建造。白垩系孙家湾组为一套复成分松散堆积

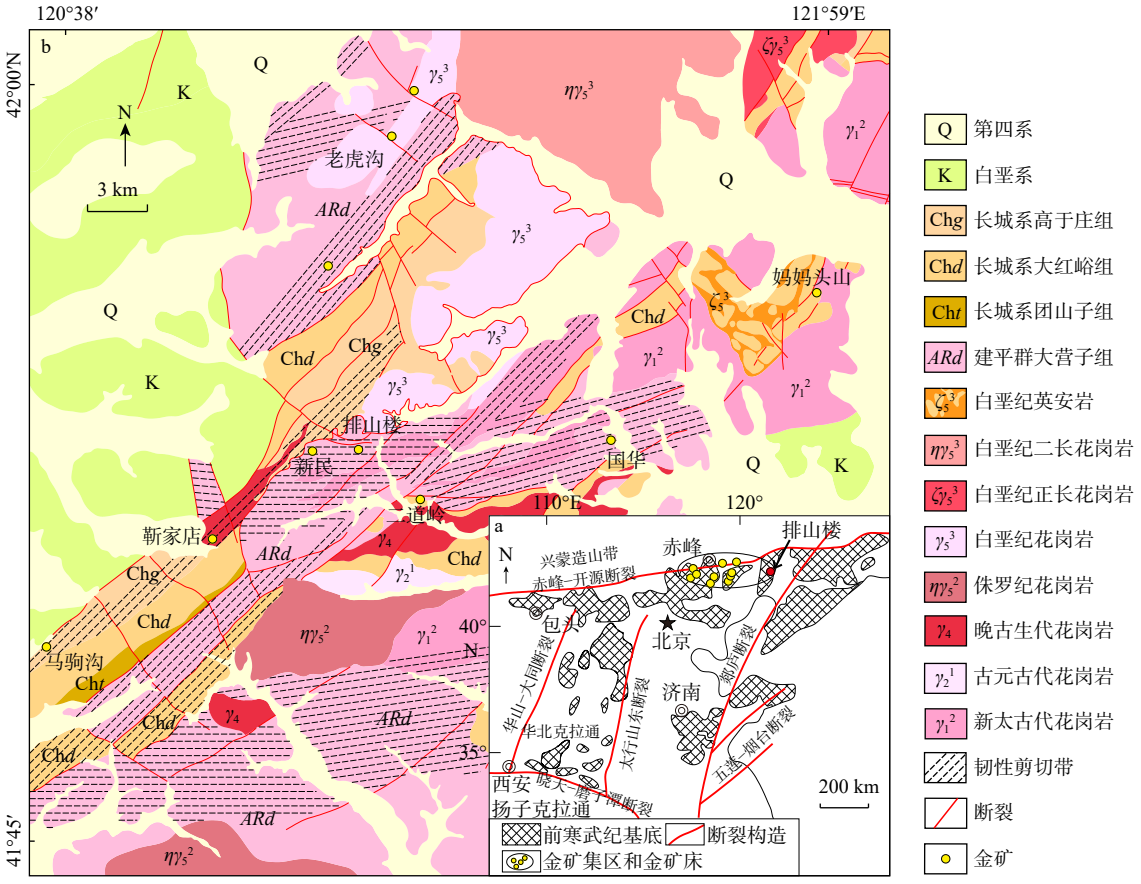


图 1　华北克拉通北缘大地构造位置 (a) 和辽西成矿带东段地质构造简图 (b)（据文献 [15] 修改）

Fig. 1　Sketch tectonic map of north margin of North China Craton (a) and simplified geological and structural map of eastern segment of the West Liaoning metallogenic belt (b)

的砾岩。

区域构造形式多样，以晚古生代–早中生代亚洲洋闭合过程中形成的 EW 向深大断裂及晚中生代岩石圈伸展拆离背景下形成的 NE 向变质核杂岩为主[16]。EW 向和 NE 向韧性剪切带最为发育(图 1b)，其控制了多个矿床、矿点的空间分布，排山楼金矿即产出于 EW 向排山楼–侯其营子韧性剪切带与区域性大巴–后三角山韧性剪切带交汇部位，南部紧邻医巫闾山变质核杂岩。

区内岩浆作用强烈，发育了鞍山期(新太古代)、辽河期(古元古代)、海西期(晚古生代)、燕山期(中生代)4 期岩浆岩，尤以燕山期岩浆活动最为强烈，分布最为广泛，与金矿空间关系密切[9]。新太古代至海西期侵入岩广泛出露于研究区东部，受后期韧性剪切作用影响，出现大范围的糜棱岩化，岩石类型主要为二长花岗质糜棱岩、二长花岗质初糜棱岩、糜棱岩化二长花岗岩。燕山期侵入岩广泛分布于研究区北部，以尖砬子山岩体、医巫闾山岩体和大石头沟岩体为代表，岩性主要为二长花岗岩、花岗闪长岩、正长花岗岩，仅局部出现轻微变形。

2　矿床地质特征

排山楼矿区出露地层为新太古界建平群大营子组和中元古界长城系。建平群大营子组是排山楼金矿床的赋矿地层(图 2)，在矿区广泛分布，岩性主要为二长花岗质片麻岩和黑云斜长片麻岩，含变粒岩、斜长角闪岩等包体以及大理岩透镜体，金丰度值高达 4×10^{-9} ~ 10×10^{-9}，被认为是金矿化的重要源岩[22]。长城系主要分布于矿区西北部，其中大红峪组岩性主要为石英岩和石英砂岩，高于庄组岩性以含锰白云质灰岩、钙质白云岩和白云质大理岩为主。受韧性剪切作用的影响，局部高于庄组岩石发育一定程度的糜棱岩化。

EW 向东沟–马家荒韧性剪切带和 NE 向靳家店–排山楼 2 组韧性剪切带共同控制了排山楼金矿床产出。EW 向韧性剪切带形成时代争议较大，存在新太古代至古元古代((2 105.2 ± 10.4) Ma)[10] 和印支期((219 ± 4) Ma)[15]2 种观点。NE 韧性剪切带形成于燕山期[23]，野外可见 NE 向韧性剪切带切穿 EW 向韧性剪切带。近年研究表明：NE 向韧性剪切带经历了燕山早期(约 160 Ma)和燕山晚期(130 ~ 120 Ma) 2 期大规模剪切事件，前者与燕山运动早期活动有关，后者与华北克拉通岩石圈发生的大规模减薄与破坏作用有关[15, 24]。

矿区出露了新太古代、晚古生代和燕山期 3 期花岗岩。新太古代花岗岩和晚古生代花岗岩产出于矿区中南部，岩性分别为二长片麻岩和黑云母花岗

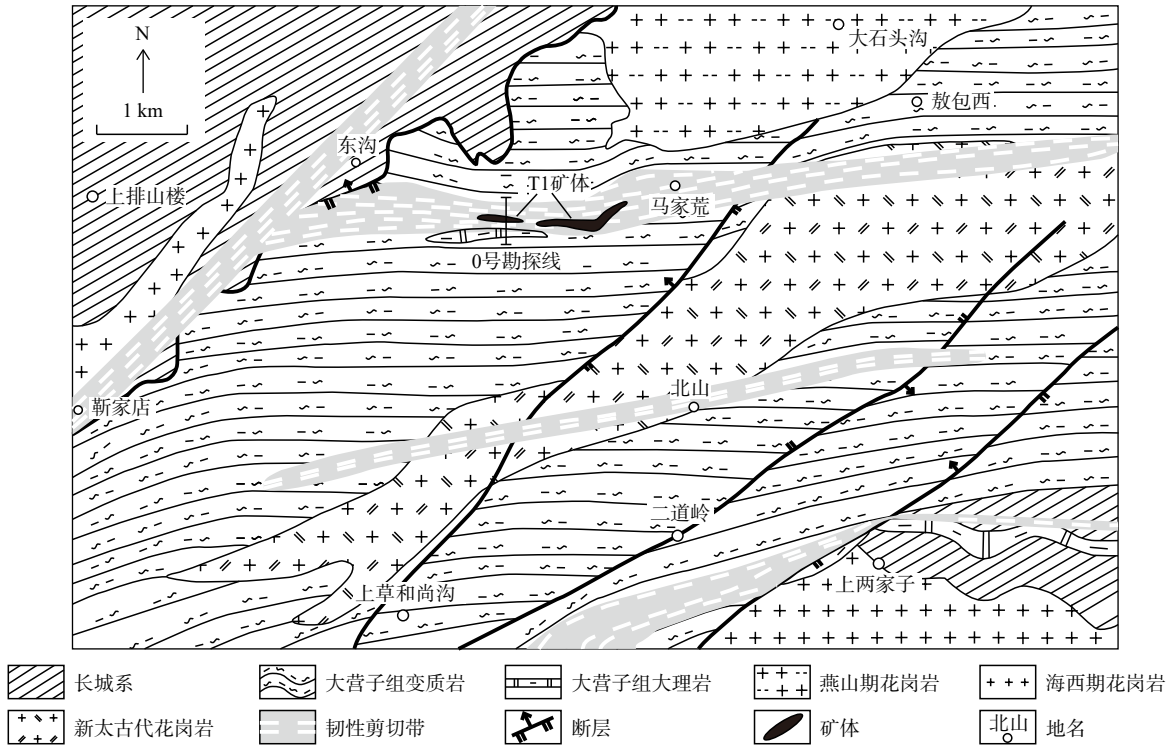


图 2　排山楼金矿区地质简图（据文献 [20] 修改）

Fig. 2　Geological map of the Paishanlou gold deposit

岩。燕山期花岗岩主要包含了矿区北部大石头沟黑云母二长花岗岩，其未见明显变形，同位素 U-Pb 年龄为 128 ~ 121 Ma[16]，与燕山晚期 NE 向韧性剪切作用近乎同时。矿区内燕山期二长花岗岩体切穿赋矿的建平群大营子组，并出现金矿化，Au 品位可达 1.5 g/t。

矿区内已查明 T1、T4、T8 等 10 条矿体(图 3)，受 NE 向和 EW 向韧性剪切带共同控制，地表浅部走向均为 EW 向，主要赋存于韧性剪切带中岩石糜棱岩化作用最强烈的地段[20]。矿体顶板通常为白云质大理岩，局部地段顶板为黑云斜长糜棱岩，底板为似斑状黑云母二长花岗岩。T1 矿体出露地表，主要赋矿标高为 150 ~ 440 m，呈似层状、透镜状、脉状，走向近 EW，倾向 N，倾角为 45° ~ 50°；矿体长 62 ~ 326 m，倾向延深 47 ~ 240 m，厚 8.90 ~ 9.98 m，矿石品位 1.31 ~ 2.19 g/t。T4 矿体为盲矿体，主要赋矿标高为−380 ~ 340 m，矿体呈似层状、透镜状，上部矿体走向近 EW，倾向 N，倾角约为 40°。近年来随着矿体深部的不断揭露，在标高 200 m 中段附近 T4 矿体产状演变为走向 40°，倾向 NW，倾角约 30°，受 NE 向韧性剪切带控制更为明显[19]，与 T1 矿体产状不同。T4 矿体长 80 ~ 480 m，倾向延深 38 ~ 350 m，厚度 2.80 ~ 16.18 m，矿石品位为 1.10 ~ 2.45 g/t。

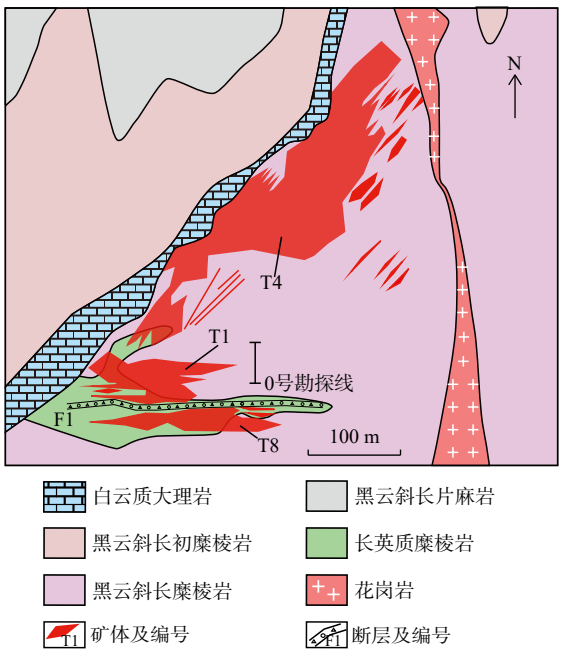


图 3　排山楼金矿区 200 m 中段地质简图（据文献 [19] 修改）

Fig. 3　Geological map of 200 m middle section in the Paishanlou gold deposit

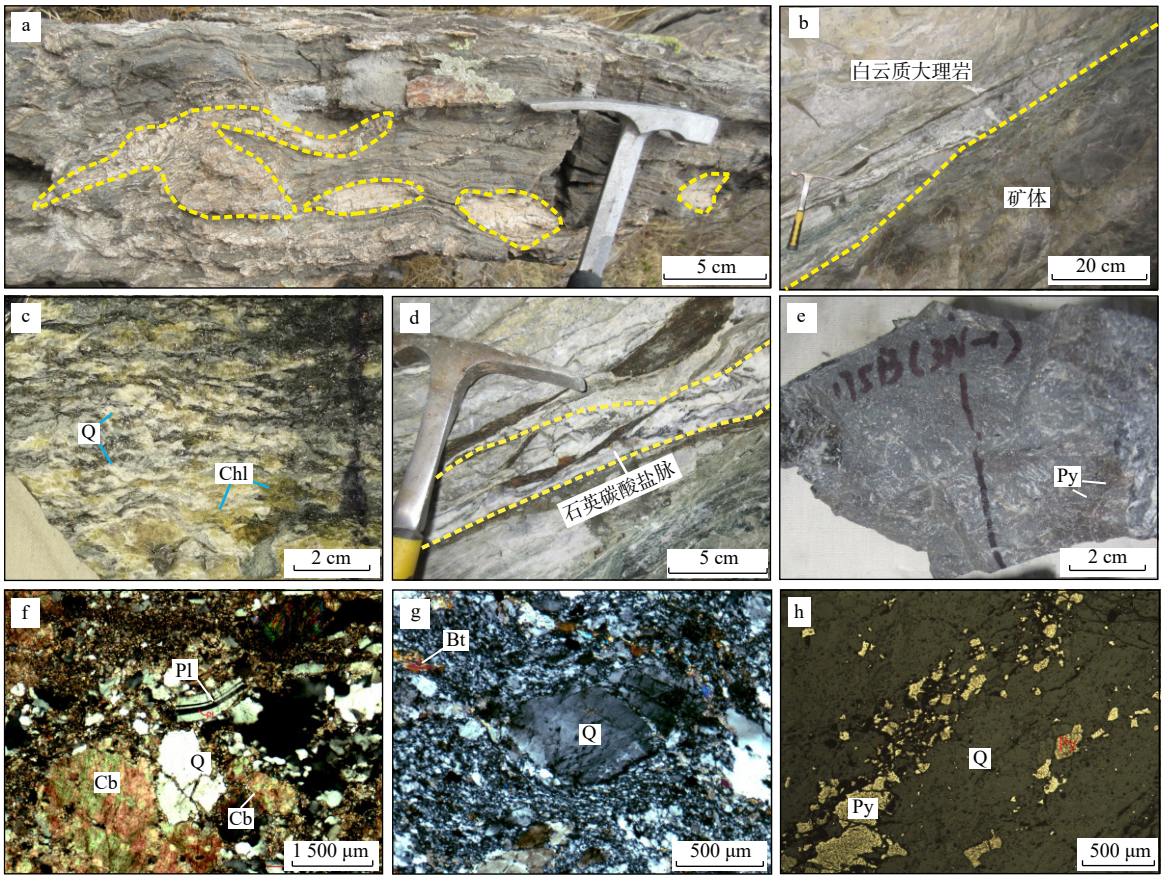
矿石类型主要为蚀变型矿石，可分为黑云斜长糜棱岩矿石、长英质糜棱岩矿石和白云质糜棱岩矿石，常呈糜棱、碎裂和交代残余结构，粒状−稀疏浸染状构造(图 4)。矿石矿物主要为黄铁矿和自然金，含少量黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、磁黄铁矿；脉石矿物主要为石英、长石、黑云母、方解石、白云石、绢云母和绿泥石等。围岩蚀变主要有硅化、黄铁矿化、碳酸盐化、绢云母化、黑云母化和绿泥石化，其中黄铁矿化、绢云母化和碳酸盐化与成矿关系最为密切[25]。矿区碳酸盐化极为发育，贯穿于韧性剪切变形作用全过程，分为 3 个阶段[25]：①变形早期的碳酸盐化，仅见于变形的石英钠长石脉中，呈弥漫状或浸染状，略具拉长变形特征；②同变形−变形晚期的碳酸盐化，呈网脉状和浸染状沿糜棱岩 S-C 面理或石英、长石碎斑边缘分布，被绢云母、黑云母和黄铁矿交代；③变形后碳酸盐化，呈脉状平行或斜交剪切叶理，常为自形、半自形结构。金矿物主要以晶隙金的形式赋存在石英粒间(占比 55%)和同变形−变形晚期的碳酸盐矿物粒间(占比 27%)，其余金矿物以晶隙金、裂隙金和包裹金的形式产出于黄铁矿等硫化物中[25]。

矿区围岩蚀变呈现明显的分带性，以矿体为中心向外依次为(图 5)：①核部黄铁矿−绢云母化带，宽度 20 ~ 80 m，具有铁白云石、方解石、菱铁矿、绢云母、黄铁矿、绿色黑云母的特征矿物组合；②中部碳酸盐带，宽度 100 ~ 200 m，以铁白云石、方解石、菱铁矿、棕色黑云母、绿泥石、绿色黑云母、绿帘石为主；③外围绿帘石−黑云母−绿泥石带，宽度 250 ~ 460 m，以褐色黑云母、绿帘石、绿色黑云母、绿泥石、绢云母为特征。

3　样品采集与分析方法

本研究共采集排山楼矿区样品 17 件，分别来源于 0, 100, 200, 300 m 中段，所采样品均为 T4 矿体蚀变糜棱岩型矿石，发育强烈黄铁矿化、绢云母化和碳酸盐化蚀变。样品中碳酸盐矿物呈网脉状和浸染状沿糜棱岩 S-C 面理或石英、长石碎斑边缘分布，为同变形−变形晚期热液碳酸盐矿物(图 4f)。单矿物挑选工作在河北省廊坊市宏信地质勘查技术服务有限公司完成。样品经洗净晾干、逐级破碎、筛选后，在双目镜下挑选方解石、白云石、黄铁矿单矿物，样品中单矿物纯度达 99% 以上，重量为 15 mg。C、O、S、Pb 同位素分析工作均在核工业北京地质研究院分析测试中心完成。

C、O 同位素分析方法为 100% 磷酸法，使用仪器为 MAT-253 气体同位素质谱仪。实验流程如下：将方解石、白云石单矿物研磨至 200 目(粒径 < 74 μm)，在 105℃ 烘箱中烘烤 2 h 去除吸附水。用



a. 黑云斜长糜棱岩，眼球状构造；b. 矿体顶板白云质大理岩；c. 绿泥石蚀变带；d. 成矿期石英碳酸盐脉穿插围岩；e. 黑云斜长糜棱岩型矿石，发育强烈黄铁化、绢云母化和碳酸盐化；f. 矿石中同变形–变形晚期的碳酸盐矿物沿石英、长石碎斑边缘分布；g. 眼球状构造；h. 矿石中的黄铁矿具碎裂结构、细粒化特征；Q. 石英；Py. 黄铁矿；Chl. 绿泥石；Bt. 黑云母；Pl. 斜长石；Cb. 碳酸盐矿物

图 4　排山楼金矿床典型岩矿石样品野外照片和镜下照片

Fig. 4　Representative field photographs and photomicrographs of typical rocks and ores from the Paishanlou gold deposit

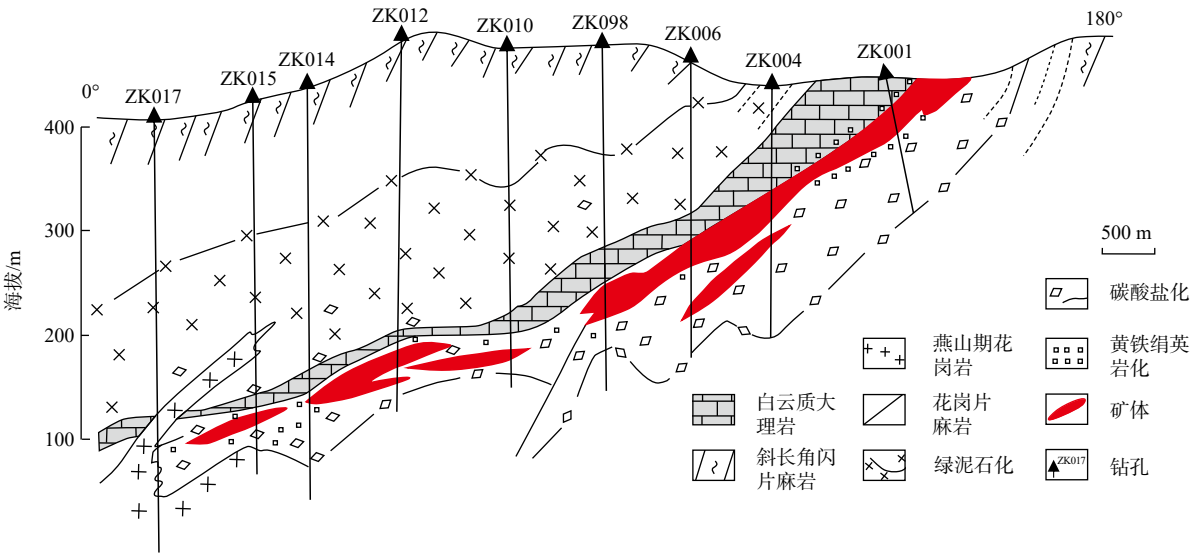


图 5　排山楼金矿区 0 号勘探线剖面图（据文献 [21] 修改）

Fig. 5　Cross section of exploration line No.0 of the Paishanlou gold deposit

酸泵酸针向碳酸盐单矿物样品加入稍过量的 100% 磷酸，在真空环境、25℃ 恒温条件平衡 4 h 以上。用高纯氦气将反应产生的 CO_2 带入 MAT-253 质谱仪中分析 C、O 同位素组成。分析结果采用国际标准 V-PDB，分析精度优于±0.2%。

S 同位素分析：将黄铁矿和 CuO_2 按一定比例研

磨、混合均匀后，在 980℃ 真空条件下加热进行氧化反应使矿物中的硫转化生成 SO_2。使用液氮冷冻剂收集并纯化 SO_2，利用 Delta V Plus 分析 SO_2 中硫同位素组成，分析结果采用国际标准 V-CDT，分析精度优于±0.2‰。

Pb 同位素分析：称取适量黄铁矿粉末样品，加入混合酸溶样，用树脂交换法分离出铅，蒸干后使用热表面电离质谱法分析 Pb 同位素组成，仪器型号为 ISOPROBE-T。分析结果使用标样 NBS-981 进行校正，1 μg 铅的 $^{204}Pb/^{206}Pb$ 值（Pb 元素中 ^{204}Pb 同位素与 ^{206}Pb 同位素丰度的比值，下同）分析精度小于 0.05%，$^{208}Pb/^{206}Pb$ 值小于 0.005%。

4 分析结果

4.1 C、O 同位素组成

T4 矿体 5 件矿石热液碳酸盐单矿物样品 C、O 同位素分析结果见表 1。矿石同变形−变形晚期的热液碳酸盐矿物 $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ 值为−6.7‰ ~ −2.1‰，平均值为−4.2‰；$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ 值为 12.2‰ ~ 16.7‰，平均值为 14.1‰。

4.2 S、Pb 同位素组成

T4 矿体 12 件蚀变岩型矿石黄铁矿的 S 和 Pb 同位素分析结果见表 2 和表 3。黄铁矿 $\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$ 值为 0.50‰ ~ 6.30‰，平均值为 3.40‰。$^{206}Pb/^{204}Pb$ 变化范围为 15.856 ~ 17.616，平均值为 16.914；$^{207}Pb/^{204}Pb$ 值为 15.156 ~ 15.451，平均值为 15.334；$^{208}Pb/^{204}Pb$ 变化范围为 36.790 ~ 38.063，平均值为 37.548。

5 讨 论

5.1 成矿流体来源

基于 C、O 同位素特殊的地球化学性质及在不同化学环境下产生的分馏特点，热液碳酸盐矿物的 C、O 同位素组成被认为是示踪成矿流体来源的有效手段[26-29]。成矿热液系统中 C 的来源可分为 3 种[30-32]：

表 1 排山楼金矿床矿石和围岩碳、氧同位素组成

Table 1 Carbon and Oxygen isotopic composition of ores and wall rocks in the Paishanlou gold deposit

样品号	采样位置	岩性	测试对象	$\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$/‰	$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$/‰	资料来源
0T-34-2	T4矿体	黑云斜长糜棱岩矿石	方解石	−2.1	15.3	本研究
100T-5-2		黑云斜长糜棱岩矿石		−6.4	12.5	
100T-5-1		白云质糜棱岩矿石		−6.7	12.2	
100T-42-2		黑云斜长糜棱岩矿石		−2.8	16.7	
300T-1-1		长英质糜棱岩矿石		−2.8	13.7	
91L303a	T1矿体	矿石	方解石	−7.0	13.6	文献[25]
91L310a				−6.7	13.8	
91L310b				−6.8	13.5	
91L303b				−6.7	14.3	
91L302				−6.7	12.9	
blp-121a	韧性剪切带	浸染状铁白云石	铁白云石	−5.0	13.4	文献[25]
blp-121b		浸染状铁白云石		−2.7	17.7	
yd_1-3a		网状铁白云石		−2.2	16.3	
yd_1-3b		网状铁白云石		−4.7	13.8	
yd_1-9		石英钠长石脉中的浸染状铁白云石		−6.2	13.1	
yd_1-12		石英钠长石脉中的浸染状铁白云石		−7.5	13.9	
yd_2-1		石英钠长石脉中的网状白云石		−3.8	8.1	
yd_2-3a		网状铁白云石		−4.4	16.8	
yd_2-3b		脉状铁白云石		−3.0	21.4	
blp-145		浸染状铁白云石		−1.7	12.6	
95-39	高于庄组	大理岩	白云石	−3.2	17.5	文献[25]
91L297		白云质大理岩		−3.6	17.0	
gy_1		白云质灰岩		−1.9	19.5	
gy_2		白云质灰岩		−2.7	18.5	
91L141		白云质大理岩		−1.2	17.6	
91L213		白云质大理岩		−1.3	21.4	

表 2　排山楼金矿床矿石和围岩硫同位素组成

Table 2　Sulfur isotopic composition of ores and wall rocks in the Paishanlou gold deposit

样品号	采样位置	岩性	测试矿物	$\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$值/‰	资料来源
0T-6-1	T4矿体	蚀变岩型矿石	黄铁矿	6.30	本研究
100T-5-2				2.90	
100T-5-3				0.50	
200T-1-1				4.60	
200T-3-1				2.80	
PS02-5-2	T1矿体	蚀变岩型矿石	黄铁矿	3.30	文献[14]
PS02-5-8				2.90	
PS02-5-10				2.80	
PS02-6-1				2.60	
PS02-6-5				3.80	
PS02-7-8				6.20	
PS02-13-3				7.50	
LT5	韧性剪切带核部	蚀变黑云斜长糜棱岩	黄铁矿	0.27	文献[25]
LT6-1		黄铁浅粒岩		3.04	
LT6-2		黄铁浅粒岩		0.32	
LT7		蚀变黑云斜长糜棱岩		2.80	
LT8		蚀变黑云斜长糜棱岩		3.36	
LT9		蚀变黑云斜长糜棱岩		4.00	
LT1-1		强蚀变长英质糜棱岩		2.94	
LT1-2		强蚀变长英质糜棱岩		3.16	
LT1-3		强蚀变长英质糜棱岩		2.89	
LT4		蚀变绿泥黑云糜棱岩		4.31	
LT3		蚀变黑云斜长糜棱岩		2.24	
LT2-1		强蚀变长英质超糜棱岩		1.17	
LT2-2		强蚀变长英质超糜棱岩		2.20	
blp60-1	韧性剪切带边缘	长英质糜棱岩	黄铁矿	0.90	文献[25]
blp60-2				0.80	
blp52				4.80	
blp54				4.70	
blp56				4.00	
blp54				3.20	
Psl4-4	大石头沟岩体	黑云母二长花岗岩	黄铁矿	8.95	文献[17]
Psl4-13				7.49	
Psl4-9				7.55	
Psl7-6				8.22	

注: 样品LT5 ~ LT2-2统称“近矿蚀变糜棱岩”

①沉积岩中碳酸盐, $\delta^{13}C_{PDB}$ 值为−3‰ ~ −2‰, 呈现重碳同位素特征, 海相碳酸盐的 $\delta^{13}C_{PDB}$ 值多为 0‰; ②来自地幔或岩浆的深源 C, $\delta^{13}C_{PDB}$ 值变化范围分别在−5‰ ~ −2‰和−9‰ ~ −3‰之间; ③各种岩石中的有机碳, $\delta^{13}C_{PDB}$ 值为−30‰ ~ −15‰, 平均值为−22‰。

排山楼金矿床 T4 矿体同变形−变形晚期的热液碳酸盐矿物 $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ 值为−6.7‰ ~ −2.1‰(平均值−4.2‰), 略高低于 T1 矿体碳酸盐矿物 $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ 值(−7‰ ~ −6.7‰, 平均值为−6.8‰)[25]; $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ 值为 12.2‰ ~ 16.7‰(平均值为 14.1‰), 与 T1 矿体碳酸盐矿物($\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ 为 12.9‰ ~ 14.3‰, 平均值为 13.6‰)[25] 基本一致。综合前人和本次工作数据, 排山楼金矿床矿石热液碳酸盐矿物 $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ 值为−7.0‰ ~ −2.1‰(平均值为−5.5‰), 与沉积岩中碳酸盐和地幔、岩浆的深源 C 范围相似; $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ 值(12.2‰ ~ 16.7‰)明显高于地幔、岩浆碳酸岩(5.5‰ ~ 14.5‰)[33], 更接近高于庄组白云质大理岩(17.6‰ ~ 21.4‰)[25], 表明排山楼金矿床同变形−变形晚期的初始流体中的 C 可能来源于高于庄组白云质大理岩。

表 3　排山楼金矿床矿石和围岩铅同位素组成

Table 3　Lead isotopic composition of ores and wall rocks in the Paishanlou gold deposit

样品号	采样位置	岩（矿）石类型	测试对象	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	资料来源
0T-6-1	T4矿体	蚀变岩型矿石	黄铁矿	17.095	15.341	37.520	本研究
100T-5-1				17.437	15.397	37.554	
100T-5-2				17.616	15.451	37.987	
100T-5-3				17.440	15.442	37.763	
200T-1-1				16.585	15.299	37.159	
TD017				16.371	15.252	38.063	
TGH-01				15.856	15.156	36.790	
PS-02-5-10	T1矿体	蚀变岩型矿石	黄铁矿	16.867	15.319	37.224	文献[14, 25]
PS02-6-1				16.740	15.306	37.382	
PS02-7-8				16.478	15.248	37.019	
PS02-13-3				16.687	15.258	36.987	
91L60				17.000	15.330	37.290	
91L310				16.720	15.370	36.880	
91L339				16.400	15.210	36.690	
91L138				16.950	15.310	37.340	
PS02-16	太古宇建平群	黑云斜长糜棱岩	全岩	15.276	15.112	38.447	文献[14, 25]
QT6P1		黑云斜长糜棱岩		15.620	15.260	37.440	
QT11P2		黑云斜长糜棱岩		15.150	15.270	35.610	
QT12P2		长英质初糜棱岩		17.540	15.410	37.380	
91L187	元古宇高于庄组	白云质大理岩	全岩	17.930	15.470	37.920	文献[17]
91L188				18.200	15.450	38.260	
91L189				18.100	15.390	38.420	
91LZ154				17.410	15.440	37.760	
PS02-2	燕山期花岗岩	花岗岩	全岩	16.932	15.303	37.067	文献[14, 17]
PS02-4				16.957	15.293	36.995	
psl-6	大石头沟岩体	黑云母二长花岗岩	全岩	16.862	15.293	36.973	
psl4-14				16.948	15.286	37.089	
psl4-5				16.842	15.289	37.004	
psl4-5-1				16.819	15.286	36.967	
psl4-8				16.848	15.294	36.997	

在空间上，自韧性剪切带外围向核部方向，从高于庄组（$\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ 值为−3.6‰～−1.2‰）、韧性剪切带（$\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ 值为−7.5‰～−1.7‰）、T4 矿体（$\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ 值为−6.7‰～−2.1‰）到 T1 矿体（$\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ 值为−7.0‰～−6.7‰），碳酸盐矿物 C 同位素变化不大，O 同位素组成相较于海相碳酸盐岩亏损逐渐增强，$\delta^{18}O$–$\delta^{13}C$ 图中 C、O 同位素组成呈近水平分布（图 6），与海相碳酸盐溶解作用方向一致[34-37]，暗示排山楼金矿床同变形−变形晚期成矿流体中的 C 主要来源于围岩高于庄组白云质大理岩的溶解。T4 矿体在空间上更靠近高于庄组，C、O 同位素组成与高于庄组白云质大理岩更为相似，支持上述推论。

5.2　成矿物质来源

矿石中硫同位素组成不仅能有效反演成矿物理化学条件，亦是成矿物质来源的有效示踪剂[38-42]。热液系统中的硫化物和硫酸盐 S 同位素组成受热液流体中总硫浓度和同位素组成、pH 值、氧逸度、沉淀时的温压条件、离子强度和体系开放程度等多种因

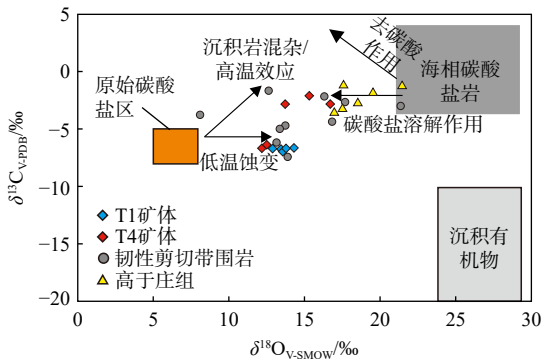


图 6　排山楼金矿床 $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$–$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ 图解（底图据文献[34]，矿石和围岩碳酸盐矿物、高于庄组白云质灰岩、大理岩部分数据引自文献[25]）

Fig. 6　Diagram of $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$-$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ of the Paishanlou gold deposit

素共同影响[43]。当热液总硫值 $\delta^{34}S_{\Sigma}$一定时，热液体系中硫同位素的分馏主要受氧逸度控制。在低氧逸度环境下，硫主要以 S^{2-}和 HS^{-}形式存在，矿物组合以黄铁矿、磁黄铁矿、方解石、石墨等为特征，此时黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值相当于热液的 $\delta^{34}S$ 值；在高氧逸度环境下，硫主要以 SO_4^{2-}形式存在，矿物组合以重晶石、赤铁矿、方解石等矿物为特征，此时重晶石中的 $\delta^{34}S$ 值大致相当于或略大于热液的 $\delta^{34}S$ 值，而硫化物的 $\delta^{34}S$ 值显著低于热液的 $\delta^{34}S$ 值[43]。排山楼金矿床成矿流体为低氧逸度还原状态的 CO_2、H_2O、CH_4、N_2 体系，含有少量的 CH_4 气体[17]，矿物组合以黄铁矿、磁黄铁矿、方解石、方铅矿、闪锌矿等为特征，未发现重晶石等硫酸盐矿物，表明成矿热液处于低氧逸度环境，因此，黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值近似于热液的 $\delta^{34}S$ 值。

T4 矿体黄铁矿 $\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$ 值为 0.50‰ ~ 6.30‰，平均值为 3.40‰，略低于 T1 矿体黄铁矿 $\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$ 值（2.60‰ ~ 7.50‰，平均值为 4.20‰）[14]。综合本研究和前人[14] 排山楼矿区矿石黄铁矿 S 同位素数据，$\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$ 值范围为 0.50‰ ~ 7.50‰，变化范围较宽，呈现明显的塔式分布特征，在统计直方图中出现 2 个峰值（2.90‰和 6.70‰，图 7b），表明矿床具有 2 个硫源混合硫的特征。

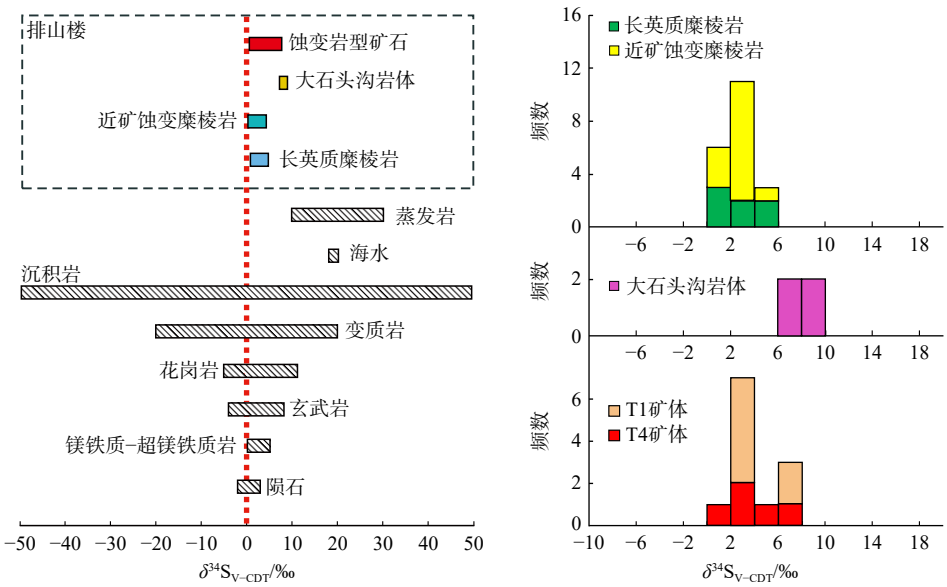


图 7　排山楼金矿床 S 同位素组成图解（底图据文献 [44]，自然界岩石 S 同位素数据引自文献 [32]；排山楼矿区数据来源同表 2）

Fig. 7　Diagram of S isotopic composition of the Paishanlou gold deposit

与自然界主要硫储库对比（图 7a），排山楼金矿床成矿热液 S 同位素组成（$\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$ 值为 0.5‰ ~ 7.5‰）与深源硫（$\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$ 值为−3‰ ~ 3‰）、变质岩（$\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$ 值为−20‰ ~ 20‰）[32] 最为相似。成矿热液第 1 个 $\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$ 峰值（2.9‰）与建平群大营子组变质岩（$\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$ 值为 0.8‰ ~ 4.8‰，平均值为 2.86‰）和近矿蚀变糜棱岩 $\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$ 值（0.27‰ ~ 4.31‰，平均值为 2.51‰[25]）一致，表明建平群是成矿热液主要硫源之一。成矿热液第 2 个 $\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$ 峰值（6.7‰）与矿区燕山期大石头沟黑云母二长花岗岩 $\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$ 值（7.49‰ ~ 8.95‰，平均值为 8.05‰）近乎一致（图 7b），表明燕山期大石头沟花岗岩亦是成矿系统主要硫源之一。T1 矿体在空间上与燕山期花岗岩更为接近，其 S 同位素组成与燕山期花岗岩更为相似。综上所述，排山楼金矿床的硫主要来源于大营子组变质岩和燕山期岩浆硫的混合。

排山楼金矿床黄铁矿 Pb 同位素变化较大，在 Pb 同位素的构造模式图解中（图 8），大多数矿石样品均投点于地幔和下地壳之间，表明 Pb 来源以壳幔混合为主。T4 矿体矿石 Pb 分布范围较为分散，主要介于建平群大营子组片麻岩、长城系高于庄组白云质大理岩之间，表明金属主要来源于大营子组和高于庄组等围岩。T1 矿体矿石 Pb 投点主要集中于大营子组片麻岩区域，且相较 T4 矿体更为靠近燕山期花岗岩，暗示金属主要来源于大营子组和燕山期花岗岩，燕山期花岗岩对 T1 矿体物源贡献更大，与 C、O、S 同位素推论一致。

排山楼矿区燕山期花岗岩侵位年龄为（128±1.3）Ma[21]（锆石 U-Pb 定年），与矿床形成年龄（126.1±1.1）Ma[14]（NE 向韧性剪切带中成矿期黑云母 Ar-Ar

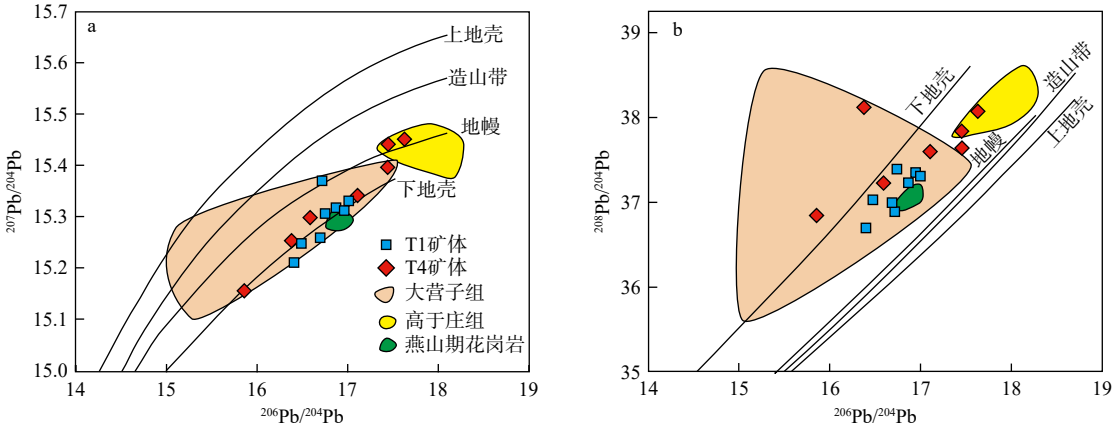


图 8　排山楼金矿床矿石含金黄铁矿和围岩 Pb 同位素构造模式图解（底图据文献 [45]，排山楼数据来源同表 3）

Fig. 8　Diagrams of Pb isotope of the auriferous pyrites and wall rocks from the Paishanlou gold deposit

定年)同时，但岩体未出现明显变形，表明 NE 向韧性剪切作用发生于成矿早阶段，燕山期花岗岩主要侵位于成矿中–晚阶段。燕山期花岗岩对 T1 矿体成矿物源贡献更大，表明 T1 矿体形成于成矿中–晚阶段，其 C、O、S、Pb 等同位素特征与成矿早阶段的 T4 矿体不同，暗示成矿早阶段物源主要为围岩地层，中–晚阶段物源逐渐演化为围岩地层和燕山期花岗岩。

综上所述，排山楼金矿床成矿物质来源于前寒武纪的多种围岩和燕山期花岗岩类，属混合来源，成矿早阶段物质主要来源于围岩地层，成矿中–晚阶段物源演变为围岩地层和燕山期花岗岩。大营子组是主要赋矿地层，金丰度值高达 4×10^{-9} ~ 10×10^{-9} [22]，同时燕山期大石头沟岩体也发育了金矿化[17]，二者具备提供成矿物质的能力，支持上述推论。

5.3　矿床成因

造山型金矿床是指产于变质地体中，在时间和空间上与增生造山或碰撞造山作用密切相关，形成于汇聚板块边界上的受到韧–脆性断裂控制的脉型和浸染型金矿床系列[46]。最初的经典理论认为[47-49]：造山型金矿床主要产于绿片岩相变质地体中，围岩蚀变主要为硅化、黄铁矿化、碳酸盐化、绢云母化，成矿流体主要为低盐度、富 CO_2 的近中性变质流体，成矿温度可达 200 ~ 650℃。近年来，越来越多的矿床研究实例表明[50-51]：部分造山型金矿床存在岩浆热液流体贡献，因此有学者提出造山型金矿床成矿热液可能来源于岩浆热液流体。

综合前人研究成果，笔者认为排山楼金矿床为燕山晚期板块伸展背景下形成的造山型金矿，初始成矿流体为变质热液，成矿中–晚阶段有岩浆热液和大气降水的混入，燕山晚期岩浆作用对成矿作用有一定贡献。原因如下：①矿床形成年龄为(126.1±1.1)Ma[14](成矿期黑云母 Ar-Ar 定年)，此时华北克拉通北缘为碰撞造山向板块伸展转变的构造背景；②矿体赋存于新太古界建平群大营子组片麻岩，受早期 EW 向和燕山晚期(130 ~ 120 Ma)NE 向韧性剪切带控制，主要赋存于韧性剪切带中岩石糜棱岩化作用最强烈的地段，与燕山期岩体空间关系紧密；③围岩蚀变主要为硅化、黄铁矿化、碳酸盐化、绢云母化；④成矿早阶段同变形–变形晚期的含金热液碳酸盐矿物 C 质来源于围岩高于庄组白云质大理岩的溶解，初始成矿流体是变质热液；成矿中–晚阶段流体演变为中温(242 ~ 337℃)、富 CO_2、盐度变化较大(NaCl 质量分数为 4.6% ~ 35.2%)的 CO_2+H_2O+CH_4+N_2 体系[17]，体系盐度的剧烈变化暗示中–晚阶段可能有岩浆热液和大气降水混入，因此成矿中–晚阶段热液可能来源于变质热液、岩浆热液与大气降水的混合[14]；⑤成矿早阶段 S、Pb 等成矿物质主要来源于围岩建平群大营子组，成矿中–晚阶段物源演变为建平群大营子组和燕山期花岗岩。由于排山楼金矿床成矿流体和物源在成矿早阶段和中–晚阶段存在差异，因此，前人对排山楼金矿床成因的不同认识，可能受所采样的矿体及样品分布影响。

中生代时期，亚洲洋闭合导致华北克拉通北缘经历了俯冲、碰撞到伸展的板块运动，构造体制发生由挤压到伸展的巨大转变，岩石圈经历了碰撞增厚到快速减薄的过程[52-54]，壳幔强烈作用，岩浆活动频繁，构造作用强烈，孕育了极具特色的大规模成矿作用。辽西成矿带发育了印支期(245 ~ 228 Ma)、燕山早期(约 160 Ma)和燕山晚期(130 ~ 120 Ma)3 期构造–岩浆活动，伴随了 2 期成矿作用(243 Ma 和 132 ~ 125 Ma)，构造–岩浆活动与成矿作用呈现明显的时空关系[55]。

排山楼金矿位于辽西成矿带东部，形成于早白垩世(130 ~ 120 Ma)华北克拉通北缘由挤压向伸展转变、岩石圈快速拆沉减薄的背景下，软流圈物质上涌并与下地壳发生混合作用产生大量岩浆[56-60]，发育了以排山楼–靳家店为代表的 NE 向韧性剪切带[15]和大石头沟等燕山期花岗岩体。NE 向韧性剪切作用活化改造了早期的 EW 向韧性剪切带，形成了有利于金富集的环境[61-62]，并使建平群、高于庄组发生动力变质作用，金等成矿物质大量迁出形成含矿变质热液。含矿热液沿高渗透率的韧性剪切带运移，与同期岩浆作用分异的岩浆热液、大气降水混合，形成了多源混合含矿热液，并在运移过程中萃取了建平群成矿物质。多源含矿流体运移至在构造交汇部位或与顶板白云质大理岩(物理化学圈闭)界面时，由于温度、压力等物理化学条件的改变，与建平群发生大规模水岩反应，成矿物质迅速沉淀成矿。

6 结论

(1)热液碳酸盐 C、O 和黄铁矿 S、Pb 同位素特征表明，排山楼金矿床初始成矿流体主要来源于围岩建平群、高于庄组白云质大理岩经动力变质分异作用形成的变质流体，并在成矿中–晚阶段有岩浆热液和大气降水混入；成矿早阶段物质来源于围岩地层，中–晚阶段物源逐渐演化为围岩地层和燕山期花岗岩。

(2)晚白垩世(130 ~ 120 Ma)，在华北克拉通北缘构造体制发生由挤压到伸展的巨大转折、岩石圈快速拆沉减薄的背景之下，韧性剪切作用使围岩建平群、高于庄组等发生动力变质作用形成含矿变质热液，沿韧性剪切带运移过程中与岩浆热液、大气降水混合，进一步萃取了建平群成矿物质，最终在构造交汇部位或与顶板白云质大理岩界面等有利部位迅速沉淀成矿。

所有作者声明不存在利益冲突。

The authors declare that no competing interests exist.

参考文献：

[1] HART C J, GOLDFARB R J, QIU Y M, et al. Gold deposits of the northern margin of the North China Craton: Multiple Late Paleozoic-Mesozoic mineralizing events[J]. Mineralium Deposita, 2002, 37(3): 326-351.

[2] DENG J, WANG Q F. Gold mineralization in China: Metallogenic provinces, deposit types and tectonic framework[J]. Gondwana Research, 2016, 36: 219-274.

[3] ZENG Q D, WANG Y B, YANG J, et al. Spatial-temporal distribution and tectonic setting of gold deposits in the northern margin gold belt of the North China Craton[J]. International Geology Review, 2021, 63(8): 941-972.

[4] 曲亚军, 高殿生, 贾云伟, 等. 排山楼金矿床的蚀变特征 [J]. 辽宁地质, 1992(1): 45-52.
QU Y J, GAO D S, JIA Y W, et al. Alteration characteristics of Paishanlou gold deposit, west Liaoning[J]. Liaoning Geology, 1992(1): 45-52. (in Chinese with English abstract)

[5] 吴春林. 排山楼韧性剪切带型金矿床特征及成矿作用 [J]. 矿产与地质, 1991, 5(5): 364-367.
WU C L. The charaeteristics of ductile shear zone type gold deposit of Paishanlou and its ore-forming process[J]. Mineral Resources and Geology, 1991, 5(5): 364-367. (in Chinese with English abstract)

[6] 张耀华, 谷振东, 陈为民. 阜新排山楼金矿金的赋存状态 [J]. 辽宁地质, 1993(2): 129-138.
ZHANG Y H, GU Z D, CHEN W M. Occurrence state of gold in Paishanlou gold deposit, Fuxin[J]. Liaoning Geology, 1993(2): 129-138. (in Chinese with English abstract)

[7] 李达, 韩雪梅. 排山楼金矿地质特征及成矿模式初探 [J]. 贵金属地质, 1995, 4(2): 109-117.
LI D, HAN X M. Geological characteristics and metallogenic model of gold deposits at Paishanlou[J]. Journal of Precious Metallic Geology, 1995, 4(2): 109-117. (in Chinese with English abstract)

[8] 吴春林, 孙厚江. 排山楼地区金矿控制条件分析 [J]. 黄金地质, 1996, 2(2): 28-32.
WU C L, SUN H J. Analysis on control condition for gold deposit, Paishanlou region[J]. Gold Geology, 1996, 2(2): 28-32. (in Chinese with English abstract)

[9] 付乐兵. 华北克拉通北缘赤峰—朝阳地区中生代构造岩浆演化与金成矿 [D]. 武汉: 中国地质大学, 2012.
FU L B. The Mesozoic tectonic-magmatic evolution process and gold metallogenesis in Chifeng-Chaoyang region, northern North China Craton[D]. Wuhan: China University of Geosciences, 2012. (in Chinese with English abstract)

[10] 李俊建, 沈保丰, 骆辉, 等. 辽宁阜新排山楼金矿的$^{40}Ar/^{39}Ar$ 成矿年龄 [J]. 地质科学, 2001, 36(1): 107-111.
LI J J, SHEN B F, LUO H, et al. $^{40}Ar/^{39}Ar$ metallogenic age of Paishanlou gold deposit in Fuxin, Liaoning Province[J]. Scientia Geologica Sinica, 2001, 36(1): 107-111. (in Chinese with English abstract)

[11] 骆辉, 赵运起. 辽宁阜新排山楼金矿地质和成矿作用 [J]. 前寒武纪研究进展, 1997, 20(4): 13-24.
LUO H, ZHAO Y Q. Geology and mineralization of Paishanlou gold deposit in Fuxin, Liaoning Province[J]. Progress in Precambrian Research, 1997, 20(4): 13-24. (in Chinese with English abstract)

[12] 罗镇宽, 苗来成, 关康, 等. 辽宁阜新排山楼金矿区岩浆岩锆石 SHRIMP 定年及其意义 [J]. 地球化学, 2001, 30(5): 483-490.
LUO Z K, MIAO L C, GUAN K, et al. SHRIMP U-Pb zircon age of magmatic rock in Paishanlou gold mine district, Fuxin, Liaoning Province, China[J]. Geochimica, 2001, 30(5): 483-490. (in Chinese with English abstract)

[13] 王荣湖, 金成洙, 李景春. 排山楼金矿床^{40}Ar-^{39}Ar 年龄及其地质意义 [J]. 东北大学学报(自然科学版), 2008, 29(10): 1482-1485.
WANG R H, JIN C Z, LI J C. ^{40}Ar-^{39}Ar isotopic dating for Paishanlou gold deposit and its geological implication[J]. Journal of Northeastern University (Natural Science), 2008, 29(10): 1482-1485. (in Chinese with English abstract)

[14] ZHANG X H, LIU Q, MA Y J, et al. Geology, fluid inclusions, isotope geochemistry, and geochronology of the Paishanlou shear zone-hosted gold deposit, North China Craton[J]. Ore Geology Reviews, 2005, 26(3/4): 325-348.

[15] 倪金龙, 刘俊来, 唐小玲, 等. 排山楼金矿韧性剪切带演化过程 [J]. 中国科学: 地球科学, 2014, 44(7): 1374-1387.
NI J L, LIU J L, TANG X L, et al. Evolution of the ductile shear zone of the Paishanlou gold deposits, western Liaoning, China[J]. Scientia Sinica (Terrae), 2014, 44(7): 1374-1387. (in Chinese)

[16] 聂世嘉, 杨言辰, 韩世炯, 等. 辽宁排山楼金矿床黑云母花岗岩成岩时代及地质意义 [J]. 地球科学与环境学报, 2017, 39(2): 161-174.
NIE S J, YANG Y C, HAN S J, et al. Formation age and geological significance of biotite granite in Paishanlou Au deposit of Liaoning, China[J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 2017, 39(2): 161-174. (in Chinese with English abstract)

[17] 孙守恪. 辽宁省排山楼金矿矿床成因研究 [D]. 北京: 中国科学院大学, 2015.
SUN S K. Research on the genesis of Paishanlou gold deposit, Liaoning Province[D]. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences, 2015. (in Chinese with English abstract)

[18] BAI Y, ZHANG L C, ZHU M T, et al. Mineralogy and He-Ar isotopic compositions of pyrites in the Paishanlou Au deposit on the northern margin of North China Craton[J]. Geological Journal, 2020, 55(8): 5865-5884.

[19] 刘彦兵, 屈海浪, 胡博心, 等. 辽宁排山楼金矿 T4 矿体 Au 元素富集规律及其对找矿的指示意义 [J]. 黄金科学技术, 2021, 29(3): 325-333.
LIU Y B, QU H L, HU B X, et al. Enrichment regularities of Au element in T4 orebody of the Paishanlou gold deposit in Liaoning Province and its indicative significance for prospecting[J]. Gold Science and Technology, 2021, 29(3): 325-333. (in Chinese with English abstract)

[20] 武昌胜, 史志强, 刘彦兵. 辽宁排山楼金矿区深部成矿预测及靶区验证效果 [J]. 黄金, 2019, 40(12): 3-7.
WU C S, SHI Z Q, LIU Y B. Metallogenic prediction in the deep part of Paishanlou gold district in Liaoning and verification effect in target areas[J]. Gold, 2019, 40(12): 3-7. (in Chinese with English abstract)

[21] 孙守恪, 刘红涛, 褚少雄. 辽宁省排山楼矿区二长花岗岩成因及其与金矿化的关系 [J]. 岩石学报, 2012, 28(2): 607-618.
SUN S K, LIU H T, CHU S X. Origin of the Paishanlou monzogranite in Liaoning Province and its genetic connection with gold mineralization[J]. Acta Petrologica Sinica, 2012, 28(2): 607-618. (in Chinese with English abstract)

[22] 曲亚军, 高殿生. 排山楼金矿床地质特征及金质来源 [J]. 辽宁地质, 1990(4): 304-313.
QU Y J, GAO D S. Genesis and geological characteristics of gold deposits at Paishanlou in west Liaoning[J]. Liaoning Geology, 1990(4): 304-313. (in Chinese with English abstract)

[23] 孟宪刚. 辽西医巫闾山北段中生代构造格架及其对金矿形成富集与分布的控制作用 [D]. 武汉: 中国地质大学, 2001.
MENG X G. Mesozoic structure framework and its controls on accumulation and distribution of gold deposits in the northern part of Yiwulv MTS, western Liaoning Province[D]. Wuhan: China University of Geosciences, 2001. (in Chinese with English abstract)

[24] 吴福元, 杨进辉, 张艳斌, 等. 辽西东南部中生代花岗岩时代 [J]. 岩石学报, 2006, 22(2): 315-325.
WU F Y, YANG J H, ZHANG Y B, et al. Emplacement ages of the Mesozoic granites in southeastern part of the western Liaoning Province[J]. Acta Petrologica Sinica, 2006, 22(2): 315-325. (in Chinese with English abstract)

[25] 王安建, 李树勋, 曲亚军, 等. 脉状金矿地质与成因: 以辽西地区为例 [M]. 长春: 吉林科学技术出版社, 1996.
WANG A J, LI S X, QU Y J, et al. Geology and origin of lode gold deposits: A case study of the western Liaoning Province[M]. Changchun: Jilin Science & Technology Publishing House, 1996. (in Chinese)

[26] TAYLOR B E. Magmatic volatiles: Isotopic variation of C, H, and S[M]//Stable isotopes in high temperature geological processes. Berlin: De Gruyter, 1986: 185-226.

[27] 张静, 杨艳, 胡海珠, 等. 河南银洞沟造山型银矿床碳硫铅同位素地球化学 [J]. 岩石学报, 2009, 25(11): 2833-2842.
ZHANG J, YANG Y, HU H Z, et al. C-S-Pb isotope geochemistry of the Yindonggou orogenic-type silver deposit in Henan Province[J]. Acta Petrologica Sinica, 2009, 25(11): 2833-2842. (in Chinese with English abstract)

[28] 韩嫣, 胡雅婷, 王倩, 等. 铜同位素及其在环境污染示踪中的应用进展 [J]. 地质科技通报, 2023, 42(1): 378-387.
HAN Y, HU Y T, WANG Q, et al. Progress of copper isotope and its application in environmental pollution tracing[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2023, 42(1): 378-387. (in Chinese with English abstract)

[29] 罗华, 郭盼, 刘力, 等. 湖北来凤革勒车地区铅锌-萤石矿流体包裹体与 C-H-O-S-Pb 同位素特征及其地质意义 [J]. 地质科技通报, 2024, 43(1): 39-50.
LUO H, GUO P, LIU L, et al. Fluid inclusion and C-H-O-S-Pb isotope characteristics and geological significance of lead-zinc-fluorite deposits in the Geleche area, Laifeng, Hubei Province[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2024, 43(1): 39-50. (in Chinese with English abstract)

[30] VEIZER J, HOLSER W T, WILGUS C K. Correlation of ^{13}C ^{12}C and ^{34}S ^{32}S secular variations[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1980, 44(4): 579-587.

[31] 王银宏, 刘家军, 张梅, 等. 内蒙古阿扎哈达铜铋矿床流体包裹体和碳-氧-硫-铅同位素地球化学研究 [J]. 地学前缘, 2020, 27(2): 391-404.
WANG Y H, LIU J J, ZHANG M, et al. Fluid inclusion and C-O-S-Pb isotopic studies of the Azhahada Cu-Bi deposit in Inner Mongolia, China[J]. Earth Science Frontiers, 2020, 27(2): 391-404. (in

Chinese with English abstract)

[32] OHMOTO H. Stable isotope geochemistry of ore deposits[J]. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 1986, 16: 491-559.

[33] DEINES P, GOLD D P. The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep-seated carbon[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1973, 37(7): 1709-1733.

[34] 刘建明, 刘家军, 顾雪祥. 沉积盆地中的流体活动及其成矿作用 [J]. 岩石矿物学杂志, 1997, 16(4): 54-65.
LIU J M, LIU J J, GU X X. Basin fluids and their related ore deposits[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 1997, 16(4): 54-65. (in Chinese with English abstract)

[35] 毛景文, 赫英, 丁悌平. 胶东金矿形成期间地幔流体参与成矿过程的碳氧氢同位素证据 [J]. 矿床地质, 2002, 21(2): 121-128.
MAO J W, HE Y, DING T P. Mantle fluids involved in metallogenesis of Jiaodong (east Shandong) gold district: Evidence of C, O and H isotopes[J]. Mineral Deposits, 2002, 21(2): 121-128. (in Chinese with English abstract)

[36] 刘家军, 何明勤, 李志明, 等. 云南白秧坪银铜多金属矿集区碳氧同位素组成及其意义 [J]. 矿床地质, 2004, 23(1): 1-10.
LIU J J, HE M Q, LI Z M, et al. Oxygen and carbon isotopic geochemistry of Baiyangping silver-copper polymetallic ore concentration area in Lanping Basin of Yunnan Province and its significance[J]. Mineral Deposits, 2004, 23(1): 1-10. (in Chinese with English abstract)

[37] 王海, 祝新友, 王京彬, 等. 四川天宝山铅锌矿成矿物质来源与成矿机制: 来自流体包裹体及同位素地球化学制约 [J]. 岩石学报, 2021, 37(6): 1830-1846.
WANG H, ZHU X Y, WANG J B, et al. Sources of metallogenic materials and metallogenic mechanism of Tianbaoshan Pb-Zn deposit in Sichuan Province: Constraints from fluid inclusions and isotopic evidences[J]. Acta Petrologica Sinica, 2021, 37(6): 1830-1846. (in Chinese with English abstract)

[38] 张静, 苏蔷薇, 刘学飞, 等. 滇东南老寨湾金矿床地质及同位素特征 [J]. 岩石学报, 2014, 30(9): 2657-2668.
ZHANG J, SU Q W, LIU X F, et al. Characteristics of geology and isotopic geochemistry of the Laozhaiwan gold deposit in southeastern Yunnan Province, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 2014, 30(9): 2657-2668. (in Chinese with English abstract)

[39] 刘春发. 赞比亚 Chambishi 矿区新元古代 Roan 群沉积作用及其对铜钴成矿的贡献 [D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2019.
LIU C F. The sedimentation of the Neoproterozoic Roan Group and its contribution to the metallogeny of copper and cobalt in Zambia[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2019. (in Chinese with English abstract)

[40] 严子清, 石文杰, 张鹏涛, 等. 胶东大尹格庄金矿成矿流体时空演化及矿床成因: 来自流体包裹体、成矿元素和 H-O-S-Pb 同位素证据 [J]. 地质科技通报, 2024, 43(2): 156-174.
YAN Z Q, SHI W J, ZHANG P T, et al. Ore genesis and vertical variations of ore-forming fluids in the Dayingezhuang gold deposit, Jiaodong Peninsula: Constraints from fluid inclusions, ore forming elements, and H-O-S-Pb isotopes[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2024, 43(2): 156-174. (in Chinese with English abstract)

[41] LIU C F, QING M, LIU S F, et al. Genesis of sediment-hosted stratiform Cu-Co deposits of the Zambia copperbelt: Geochemistry and S-Pb isotopes constraints from the Chambishi deposit[J]. Geological Journal, 2021, 56(7): 3902-3921.

[42] 韩小梦, 郭云成, 段留安, 等. 胶莱盆地东北缘前垂柳金矿床 S、Pb 同位素组成: 对成矿物质来源的指示 [J]. 地质科技通报, 2023, 42(3): 210-221.
HAN X M, GUO Y C, DUAN L A, et al. S and Pb isotopic compositions of the Qianchuiliu gold deposit on the northeastern margin of the Jiaolai Basin: Implication on the source of ore-forming material[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2023, 42(3): 210-221. (in Chinese with English abstract)

[43] 薄军委, 丁正江, 宋明春, 等. 胶东辽上金矿床 C、O、S、Pb 同位素组成及矿床成因 [J]. 岩石矿物学杂志, 2021, 40(2): 321-336.
BO J W, DING Z J, SONG M C, et al. C, O, S and Pb isotopic compositions and genesis of the Liaoshang gold deposit in Jiaodong Peninsula[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2021, 40(2): 321-336. (in Chinese with English abstract)

[44] SUN Z J, WANG Z Q, YU H N, et al. Fluid inclusions and C-H-O-S-Pb isotopes: Implications for the genesis of the zhuanshanzi gold deposit on the northern margin of the North China Craton[J]. Resource Geology, 2019, 69(1): 1-21.

[45] ZARTMAN R, DOE B. Plumbotectonics: The model[J]. Tectonophysics, 1981, 75: 135-162.

[46] GROVES D I, GOLDFARB R J, GEBRE-MARIAM M, et al. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types[J]. Ore Geology Reviews, 1998, 13(1/2/3/4/5): 7-27.

[47] 陈衍景. 造山型矿床、成矿模式及找矿潜力 [J]. 中国地质, 2006, 33(6): 1181-1196.
CHEN Y J. Orogenic-type deposits and their metallogenic model and exploration potential[J]. Geology in China, 2006, 33(6): 1181-1196. (in Chinese with English abstract)

[48] 陈衍景, 倪培, 范宏瑞, 等. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征 [J]. 岩石学报, 2007, 23(9): 2085-2108.
CHEN Y J, NI P, FAN H R, et al. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposits[J]. Acta Petrologica Sinica, 2007, 23(9): 2085-2108. (in Chinese with English abstract)

[49] 柯坤家, 李艳军, 牛明伟, 等. 造山型金矿床成矿作用若干问题研究进展 [J]. 地质科技情报, 2018, 37(5): 184-190.
KE K J, LI Y J, NIU M W, et al. Latest advances of researches on orogenic gold deposits[J]. Geological Science and Technology Information, 2018, 37(5): 184-190. (in Chinese with English abstract)

[50] 刘洪, 李光明, 黄瀚霄, 等. 藏北商旭造山型金矿床成矿物质来源探讨: C、S、Pb 同位素证据 [J]. 地质论评, 2018, 64(5): 1285-1301.
LIU H, LI G M, HUANG H X, et al. Sources of ore-forming materials in the Shangxu orogenic gold deposit, northern Xizang(Tibet): Constraints form C, S, and Pb isotopes[J]. Geological Review, 2018, 64(5): 1285-1301. (in Chinese with English abstract)

[51] 王庆飞, 邓军, 赵鹤森, 等. 造山型金矿研究进展: 兼论中国造山型金成矿作用 [J]. 地球科学, 2019, 44(6): 2155-2186.

WANG Q F, DENG J, ZHAO H S, et al. Review on orogenic gold deposits[J]. Earth Science, 2019, 44(6): 2155-2186. (in Chinese with English abstract)

[52] 张岳桥, 董树文. 郯庐断裂带中生代构造演化史: 进展与新认识 [J]. 地质通报, 2008, 27(9): 1371-1390.
ZHANG Y Q, DONG S W. Mesozoic tectonic evolution history of the Tan-Lu fault zone, China: Advances and new understanding[J]. Geological Bulletin of China, 2008, 27(9): 1371-1390. (in Chinese with English abstract)

[53] 殷莉, 张瑞生, 郑建平. 金刚石包裹体矿物化学特征与华北东部克拉通岩石圈地幔属性 [J]. 地质科技情报, 2008, 27(5): 21-28.
YIN L, ZHANG R S, ZHENG J P. Mineral chemistry characters of diamond inclusions and the nature of the lithospheric mantle beneath the eastern North China Craton[J]. Geological Science and Technology Information, 2008, 27(5): 21-28. (in Chinese with English abstract)

[54] 赵越, 陈斌, 张拴宏, 等. 华北克拉通北缘及邻区前燕山期主要地质事件 [J]. 中国地质, 2010, 37(4): 900-915.
ZHAO Y, CHEN B, ZHANG S H, et al. Pre-Yanshanian geological events in the northern margin of the North China Craton and its adjacent areas[J]. Geology in China, 2010, 37(4): 900-915. (in Chinese with English abstract)

[55] 孙珍军. 华北克拉通北缘赤峰—朝阳地区金矿成矿作用研究 [D]. 长春: 吉林大学, 2013.
SUN Z J. Study on gold deposits mineralization in Chifeng-Chaoyang region, northern margin of North China Craton[D]. Changchun: Jilin University, 2013. (in Chinese with English abstract)

[56] XIAO W J, WINDLEY B F, HAO J, et al. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the Central Asian Orogenic Belt[J]. Tectonics, 2003, 22(6): 1069.

[57] 李三忠, 刘建忠, 赵国春, 等. 华北克拉通东部地块中生代变形的关键时限及其对构造的制约: 以胶辽地区为例 [J]. 岩石学报, 2004, 20(3): 633-646.
LI S Z, LIU J Z, ZHAO G C, et al. Key geochronology of Mesozoic deformation in the eastern block of the North China Craton and its constraints on regional tectonics: A case of Jiaodong and Liaodong Peninsula[J]. Acta Petrologica Sinica, 2004, 20(3): 633-646. (in Chinese with English abstract)

[58] 翟明国. 华北克拉通中生代破坏前的岩石圈地幔与下地壳 [J]. 岩石学报, 2008, 24(10): 2185-2204.
ZHAI M G. Lower crust and lithospheric mantle beneath the North China Craton before the Mesozoic lithospheric disruption[J]. Acta Petrologica Sinica, 2008, 24(10): 2185-2204. (in Chinese)

[59] 朱日祥, 陈凌, 吴福元, 等. 华北克拉通破坏的时间、范围与机制 [J]. 中国科学: 地球科学, 2011, 41(5): 583-592.
ZHU R X, CHEN L, WU F Y, et al. Timing, scale and mechanism of the destruction of the North China Craton[J]. Scientia Sinica (Terrae), 2011, 41(5): 583-592. (in Chinese)

[60] 吴福元, 徐义刚, 朱日祥, 等. 克拉通岩石圈减薄与破坏 [J]. 中国科学: 地球科学, 2014, 44(11): 2358-2372.
WU F Y, XU Y G, ZHU R X, et al. Thinning and destruction of the cratonic lithosphere: A global perspective[J]. Scientia Sinica (Terrae), 2014, 44(11): 2358-2372. (in Chinese)

[61] EISENLOHR B N, GROVES D, PARTINGTON G A. Crustal-scale shear zones and their significance to Archaean gold mineralization in western Australia[J]. Mineralium Deposita, 1989, 24(1): 1-8.

[62] 胡明安, 章传玲. 四川石棉田湾金矿床韧性剪切构造带地球化学障的成矿意义 [J]. 地质科技情报, 2000, 19(2): 33-36.
HU M A , ZHANG C L. Mineralization significance of geochemical barrier on the ductile shear belt in the Tianwan gold deposit, Shimian, Sichuan Province[J]. Geological Science and Technology Information, 2000, 19(2): 33-36. (in Chinese with English abstract)

Summary for “辽宁排山楼金矿床成矿物质来源和矿床成因: 来自 T4 矿体 C-O-S-Pb 同位素地球化学的约束”

Ore-forming material sources and genesis of the Paishanlou gold deposit in the Liaoning Province, China: Constraints from the C-O-S-Pb isotope geochemistry of the T4 orebody

LIU Chunfa[1*], LIU Yanbing[2], LIU Bizheng[3], XU Liwei[4]

1. China National Gold Group Hong Kong Co., Ltd., Beijing 100011, China;
2. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China;
3. China Gold Group Resources Co., Ltd., Beijing 101300, China;
4. China Gold Group Geology Co., Ltd., Beijing 101300, China

* Corresponding author, E-mail: lcfjlu704@163.com

Abstract: [**Objective**] The Paishanlou gold deposit is a large gold deposit on the northern margin of the North China Craton, containing more than 60 tons of gold resources. It is mainly hosted in Archean metamorphic rocks of the Jianping Group, structurally controlled by EW and NE ductile shear zones, and closely related to the Yanshanian granites. For many years, the genetic type of the Paishanlou gold deposit is still controversial. [**Methods**] In this study, we present new field geology and C-O-S-Pb isotope data for the T4 orebody in the Paishanlou deposit, in order to identify the ore-forming material sources and its genesis. [**Results**] The $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ and the $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ values of hydrothermal carbonate minerals from ores range from −7.0‰ to −2.1‰ and 12.2‰ to 16.7‰ respectively. Compared with the Gaoyuzhuang Formation dolomitic marble, the $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ values are lower while the $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ values are almost identical, indicating that the C isotope in the ore-forming fluid was derived from the dissolution of dolomitic marble in the Gaoyuzhuang Formation. The $\delta^{34}S$ values of pyrites from ores vary from 0.5‰ to 7.5‰ with two peak values (2.9‰ and 6.7‰), which correspond to $\delta^{34}S$ values of the metamorphic rocks of Jianping Group and the Yanshanian granitoids, indicating the sulfurs were mainly derived from a mixed source of the metamorphic rocks of Jianping Group and the Yanshanian magmatic sulfur. The Pb isotopic compositions of the pyrites from ores vary from 16.585 to 18.432, 15.299 to 15.698 and 37.159 to 38.982 for $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ and $^{208}Pb/^{204}Pb$ ratios respectively, which plot between the mantle and lower crust fields in the $^{207}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$ discrimination diagrams, indicating a mixed source of crust and mantle. Thus, we suggest the ore-forming metals were derived from a mixed source of metamorphic rock of Jianping Group and the Yanshanian granitoids. [**Conclusion**] Combined with the regional tectono-magmatic evolution history during the Mesozoic, we propose that the NE ductile shearing in the Paishanlou district resulted in dynamic metamorphism of Precambrian country rocks to form ore-bearing metamorphic fluid under the background of the regional extensional tectonism and lithosphere thinning during the late Cretaceous. During the migration of the ore-forming fluid along the ductile shear zone, the meteoric water, magmatic hydrothermal fluid and ore-forming materials from the country rocks were involved in it, resulting in the characteristics of crust-mantle mixing. Finally, in the favorable environment such as tectonic intersection or dolomitic marble interface, the ore-forming fluid reacted with the country rock, leading to the rapid precipitation of ore-forming materials. The Paishanlou gold deposit belongs to orogenic gold deposit.

Key words: Paishanlou gold deposit; C-O-S-Pb isotope; ore-forming material source; orogenic gold deposit; northeastern margin of North China Craton; geochemistry

Received: 2024-06-06; Revised: 2024-07-23; Accepted: 2024-08-07

doi: 10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240306